第38卷 第6期
2021年11月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 38 No. 6
Nov. 2021

内蒙古半干旱区蒸散特征及归因分析

赵晓涵[1,2]， 张方敏[1,2]， 韩典辰[1,2]， 翁升恒[1,2]

（1. 南京信息工程大学，气象灾害预报预警与评估协同创新中心，江苏 南京 210044；
2. 南京信息工程大学，江苏省农业气象重点实验室，江苏 南京 210044）

摘 要： 探讨蒸散（*ET*）变化特征及其影响因素对区域水资源有效利用至关重要。本文基于BEPS(Boreal Ecosystem Productivity Simulator)模型，结合遥感数据和气象数据模拟了内蒙古半干旱区1981—2018年*ET*变化特征并量化了其影响因子的贡献。研究发现，1981—2018年内蒙古半干旱地区*ET*以1.75 mm·a^{-1}的速度呈波动上升趋势（$P<0.05$）；同时，*ET*变化存在年代际差异，在1997年发生明显突变，1998—2018年*ET*以1.70 mm·a^{-1}的速度增加（$P<0.05$）。大气水分亏缺（VPD）和LAI在1997年后每年分别以0.002 hPa和0.01的速度显著增加（$P<0.05$），弥补了其他因子的不利影响，导致了*ET*显著增加。通径分析和回归分析结果表明，*ET*变化主要受到VPD的直接作用驱动，通径分析的决定系数达0.95，由VPD主导*ET*变化的区域占内蒙古半干旱区面积的93.56%，能够解释*ET*变化的24.83%~90.46%。同时，VPD也是耕地、林地、草地、城市和裸地5种土地利用类型上*ET*变化的主要影响因素，平均能够解释45%以上的*ET*变化。

关键词： 蒸散；大气水分亏缺；BEPS模型；叶面积指数；内蒙古

*ET*是地表水分转移到大气的过程，是连接地表水和能量平衡的关键纽带[1]。由于气候变化和人为因素影响，全球*ET*整体呈上升趋势；*ET*变化将导致水循环加速[2-3]，从而影响区域水资源的供需情况。因此，准确模拟和量化区域尺度*ET*及其影响因素有助于进一步理解气候变化对陆地水循环的影响。

在过去的几十年中，已经对*ET*的变化和相关的驱动力进行了一些研究[4]；但由于影响因子变化的空间异质性和区域气候背景的差异，目前对引起*ET*变化的影响因子依然没有定论[5]。近年来，大气水分亏缺（VPD）和植被作为两种重要的影响因子受到研究者的广泛关注[6-7]。Zeng等回顾了陆地*ET*对植被绿化响应的最新文献和数据集，并指出绿化对全球陆地*ET*增加的贡献达50%以上[8]。气候变暖导致饱和水汽压增强，海洋输送水汽减少导致大气实际水汽压降低，大气干旱加剧[9]；在干旱半干旱区，持续升温将加剧VPD对*ET*的影响[10]。而在缺水、低产的草原地区，*ET*对这种气候变化的影响最为敏感[11]。内蒙古半干旱区以草地为主要植被类型，生态脆弱，对气候变化和人为干扰敏感；水资源时空分布不均且亏缺严重，是全球增温速度最迅速的区域之一[12]。目前，对陆地储水量等的分析均显示出内蒙古半干旱区存在干旱加剧的趋势[13-14]；因此，在当前气候背景下，明确内蒙古半干旱区的*ET*变化及其驱动因子以应对水循环加速可能造成的极端事件，对区域水资源科学调度和风险管理提供决策依据。

本文以长期通量和气象数据为基础，结合BEPS (Boreal Ecosystem Productivity Simulator)模型，探究1981—2018年内蒙古半干旱区*ET*的时空变化特征，揭示其对气候和植被变化的响应，以期量化*ET*的变化特征及其主要影响因子，对区域水资源有效开发利用和生态环境保护具有重要的科学意义。

1 研究区概况与方法

1.1 研究区概况

依据国家气象局编绘的中国气候区划图为标

收稿日期： 2021-02-07； **修订日期：** 2021-04-21
基金项目： 科技部重大研发计划（2018YFC1506606）；江苏省优秀青年基金项目（BK20170102）
作者简介： 赵晓涵（1995-），女，博士研究生，研究方向为气象生态遥感研究. E-mail: zhxhmw@163.com
通讯作者： 张方敏. E-mail: fmin.zhang@nuist.edu.cn

准,选取位于中国西北部的内蒙古半干旱地区作为研究区域(107.66°~121.90°E,37.62°~46.83°N)。研究区为典型的农牧交错地区,生态环境脆弱,是对气候变化响应最为敏感的地区之一。草原占总面积的62%以上[15],主要分布于内蒙古高平原的北部;9%的森林主要分布于内蒙古高平原的南部和大兴安岭南部地区;耕地占15%左右,分布于内蒙古高平原的南部和松辽平原西南部(图1)。

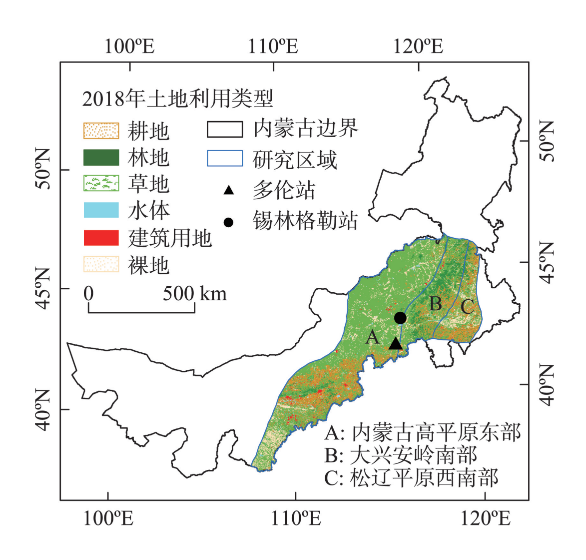


图1 研究区位置及土地利用类型分布

Fig. 1 Study area location land use and cover type distribution in 2018

1.2 数据来源

本文选用来自于国家气象科学数据中心(http://data.cma.cn)的1981—2018年内蒙古192个站点的气象数据,数据均经过严格的质量控制和标准化订正处理,主要包含逐日平均温度(TA,℃)、降水(PRE,$mm \cdot a^{-1}$)、日照时数(SD,h)、风速(WD,$m \cdot s^{-1}$)和相对湿度(RH,%)。大气水分亏缺(VPD,hPa)数据集由上述气象数据计算获得。土壤湿度数据来自欧洲中期天气预报中心(https://cds.climate.copernicus.eu)的土壤湿度网格数据集,该数据集采用在2~5 cm深度的表层土壤层中的体积土壤水分(SMV,$m^3 \cdot m^{-3}$)来表示土壤湿度。叶面积指数(LAI)数据来自资源环境科学与数据中心的GLOBMAP LAI V3数据集(https://www.resdc.cn/),本研究中以年均LAI代表当年植被的生长状态[16]。上述数据格式均处理为WGS1984投影和1 km空间分辨率。

1981—2018年1 km空间分辨率的*ET*数据集是基于日步长BEPS模型模拟获得。BEPS模型是在叶片生理生态模型FOREST-BGC的基础上建立的,是一种基于遥感的生态机理过程模型(双叶双源模型)。模型中*ET*计算考虑了冠层截留降水蒸发、冠层蒸腾、土壤表面蒸发和地表积雪升华4部分;综合考虑了环境(土壤水分、气象要素等)、植被结构和植物生理等因素对*ET*的影响。BEPS被证实能够准确的估算*ET*并揭示气候变化和植被动态变化对*ET*的影响机制,因而得到了广泛应用[17-18]。

*ET*验证数据来自Asia Flux观测通量数据库(http://www.asiaflux.net),选取2006—2013年多伦和锡林浩特两个典型的半干旱草地站的逐月通量数据,站点位置如图1所示。该组通量数据的能量平衡比率达91%以上,符合能量不闭合的要求,数据质量良好[19-20]。

1.3 研究方法

1.3.1 *ET*变化特征分析 本文从突变检验和趋势分析两个角度来描述长时间序列内蒙古半干旱区*ET*变化特征。首先,采用累积距平法(CA)和STARS(Sequentialt-Test Analysis of Regime Shifts)两种不同的突变检测方法检验内蒙古半干旱地区1981—2018年*ET*数据突变情况,两种方法交叉验证可以有效的提高突变检验精度。选择两种突变检验中相同突变年份作为突变点,对*ET*变化情况进行分段研究。累积距平法(CA)是一种能够通过累积曲线直观地判断数据演变趋势和突变检验的非线性统计方法[21]。STARS是由Rodionov提出的一种基于顺序*t*检验检测序列平均波动水平和方差变化的方法,能够实时监测系统从一种相对稳定的状态迅速转变为另一种状态过程的信号,该方法现已广泛应用于气候、生态系统突变检验研究[22]。突变可通过格局转变指数(Regime Shift Index,RSI)来判断[22]:

$$RSI_{i,j}=\sum_{i=j}^{j+m}\frac{x_i^*}{l\sigma_l},\ m=0,\ 1,\ \cdots,\ l-1 \tag{1}$$

$$x_i^*=x_i-\bar{x}'_{R2} \tag{2}$$

$$\bar{x}'_{R2}=\bar{x}_{R1}\pm diff \tag{3}$$

$$diff=t\sqrt{\frac{2\sigma_l^2}{l}} \tag{4}$$

式中:l为设置的序列x的截止长度,类似于低通滤波中的截止点;假设序列x中数据到第1个截止长度l计为格局$R1$,平均值$\bar{x}_{R1}$作为$R1$的度量;σ_l^2为截

止长度l序列x的平均方差;t为在给定概率水平下具有$2l-2$自由度对应的t分布值。按照若RSI值为负,在j年不存在突变,重新计算$\bar{x}_{R1}$寻找下一个起始点对应j值;RSI值为正值,格局在j年发生突变。

采用Theil Sen和Mann-Kendall方法进行*ET*趋势分析,这种方法是一种非参数方法,通常被用来进行水文-气象时间序列趋势分析[23-24];其中Theil Sen方法用于计算内蒙古半干旱区*ET*的变化率,Mann-Kendall方法用于检验趋势的显著性。Theil Sen方法中,*ET*的变化率β计算方法如下:

$$\beta = \mathrm{Median}\left(\frac{x_i - x_j}{i - j}\right), \forall i > j \tag{5}$$

式中:x_i和x_j为第i和j年序列x对应数值;若$\beta>0$,序列呈上升趋势;若$\beta<0$,序列呈现下降趋势。

1.3.2 蒸散(*ET*)影响因子分析 *ET*变化是由太阳辐射、空气温度、空气湿度、风速、水供应以及植被的生理特性等因素共同驱动。由于影响因子的复杂性和相关性,首先通过偏相关分析和通径分析的方法,在温度、降水、相对湿度、风速、太阳辐射、土壤湿度和LAI中选择合适的影响因子作为回归分析的自变量。

通径分析能够在多元线性回归基础上将自变量和因变量的相关关系分解为直接影响和间接影响,以直接通径系数和间接通径系数表征自变量对因变量的影响,具体计算方法见文献[25]。本研究中,因变量为*ET*,*ET*数据通过了Shapiro-Wilk Test正态性检验,服从正态分布,可以进行通径分析。决定系数绝对值越大,表明自变量对因变量影响强度越强;自变量的决定系数为正时,对因变量起到促进作用;反之为抑制作用[24]。

在减少影响因子间相关性影响的基础上,基于逐步多元回归分析来探究*ET*变化的主要影响因子。逐步多元回归分析方法被用来量化每种环境因子对*ET*变化的相对贡献[26]。首先,对原始数据和环境变量进行归一化:

$$x' = \frac{x_i - x_{min}}{x_{max} - x_{min}} \tag{6}$$

式中,x'是归一化变量;x_i是序列x中第i个变量;x_{min}和x_{max}分别是序列x中最小值和最大值。通过逐步多元回归分析建立模型描述归一化后*ET*和影响因子间的关系,其中*ET*作为因变量Y,影响因子作为自变量X。*ET*影响因子归因计算如下:

$$Y = aX_1 + bX_2 + cX_3 + \cdots \tag{7}$$

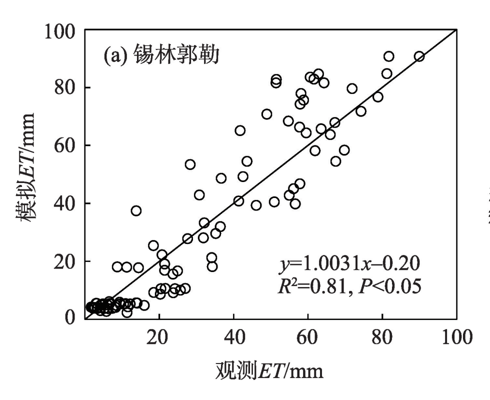
$$\theta = \frac{|a|}{|a| + |b| + |c| + \cdots} \tag{8}$$

式中:a、b和c是回归系数,θ是X_1对Y变化的相对贡献率。

2 结果与分析

2.1 *ET*数据集验证

为了验证BEPS模型对研究区域*ET*的模拟能力,选取2006—2013年锡林格勒和多伦两个站点逐月*ET*观测数据与BEPS模型模拟的*ET*数据集进行了对比验证(图2)。与观测的*ET*相比,两个站点上BEPS模型模拟的*ET*结果均能够较好地拟合1:1线,锡林格勒站点拟合曲线斜率达1.0031(R^2=0.81,P<0.05),多伦站点拟合曲线斜率达1.0002(R^2=0.90,P<0.05),两个站点的BEPS模型模拟结果与观测数据



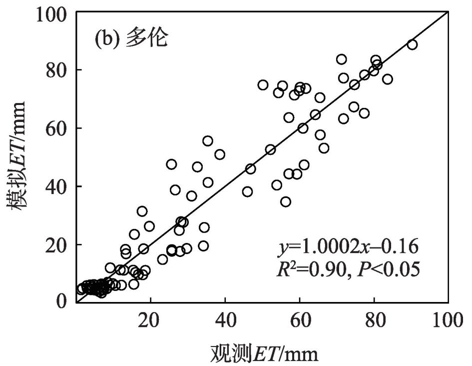


图2 站点观测数据与BEPS模拟蒸散(*ET*)比较

Fig. 2 Comparison between the observation data and evapotranspiration (*ET*) modeled by BEPS

基本吻合,表明BEPS模型能够较好地模拟内蒙古半干旱区的*ET*。

2.2 蒸散(*ET*)的时空变化格局

2.2.1 蒸散(*ET*)的突变年份 根据STARS突变检验方法,内蒙古半干旱地区*ET*在1981—2018年存在2次突变,分别发生在1997年和2013年,对应RSI值为1.04、0.49,分别达到了0.01、0.05显著性水平(图3a)。CA曲线判断突变年份为1997年,内蒙古半干旱区*ET*总体呈现"降低-增高"趋势,1997年前距平以负值为主(−6.29~−37.56 mm·a^{-1}),1997年后*ET*距平以正值为主(−10.58~52.95 mm·a^{-1})(图3b)。21世纪以后累积距平曲线的拐点并不明显,且由于2013—2018年跨度短,综合两种突变检验方法可以认为,1981—2018年*ET*在1997年发生明显突变,因此,将研究时期分为1981—1996年和1998—2018年两个时期。

2.2.2 蒸散(*ET*)的时空分布特征 1981—2018年内蒙古半干旱地区*ET*以1.75 mm·a^{-1}的速度呈现波动上升趋势(R^2=0.73, P<0.05);*ET*年总量最低值(286.14 mm)出现在1992年,2017年最高达376.65 mm(图3c)。1981—1996年*ET*无明显变化趋势(增速为0.41 mm·a^{-1}, P>0.05),1998—2018年*ET*以1.70 mm·a^{-1}的速度增加(R^2=0.51, P<0.05)。

由内蒙古半干旱地区*ET*的空间分布及变化可知(图4a),1981—2018年内蒙古半干旱地区的多年平均*ET*呈中间低两边高的分布特征。这与研究区的土地利用类型密切相关,多年平均*ET*总量低于300 mm和300~350 mm的区域占研究区总面积的28.17%和50.44%,主要分布在内蒙古高平原南部草原和未利用地。多年平均*ET*总量在350~400 mm的区域主要分布在大兴安岭南部和松辽平原,以林地和耕地覆盖为主,占研究区面积的15.98%;多年平均*ET*总量高于400 mm的区域主要分布在大兴安岭南部和内蒙古高平原南部的林地,占研究区总面积的5.41%。1981—2018年内蒙古半干旱区*ET*变化趋势呈增加趋势,其中99.70%的区域*ET*显著增加(图4b)。*ET*以0~1 mm·a^{-1}的速度递增的区域零星分布于研究区内,仅占研究区面积的5.13%;*ET*以1~2 mm·a^{-1}的速度递增的区域占研究区面积69.81%;而*ET*以高于2 mm·a^{-1}的速率递增的区域占研究区面积的24.75%,主要分布于研究区东部和内蒙古高平原南部的林地和耕地。

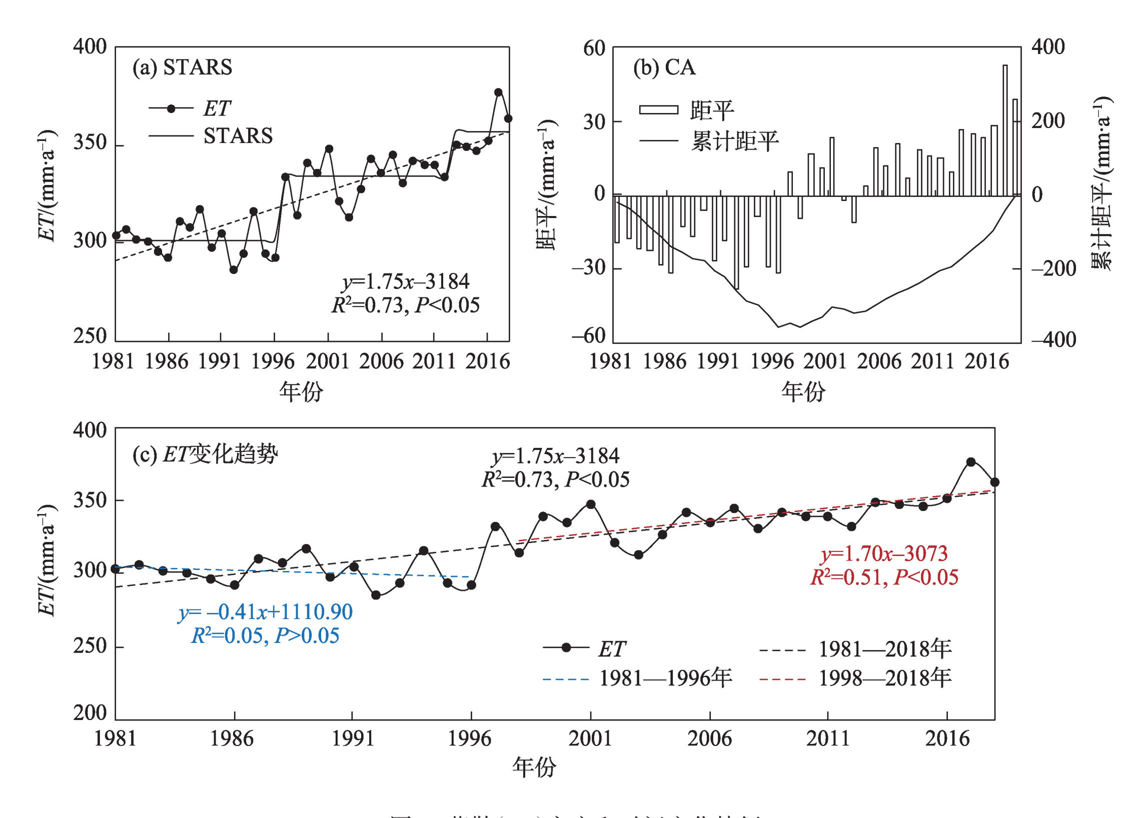


图3 蒸散(*ET*)突变和时间变化特征

Fig. 3 Mutation and temporal change of evapotranspiration (*ET*)

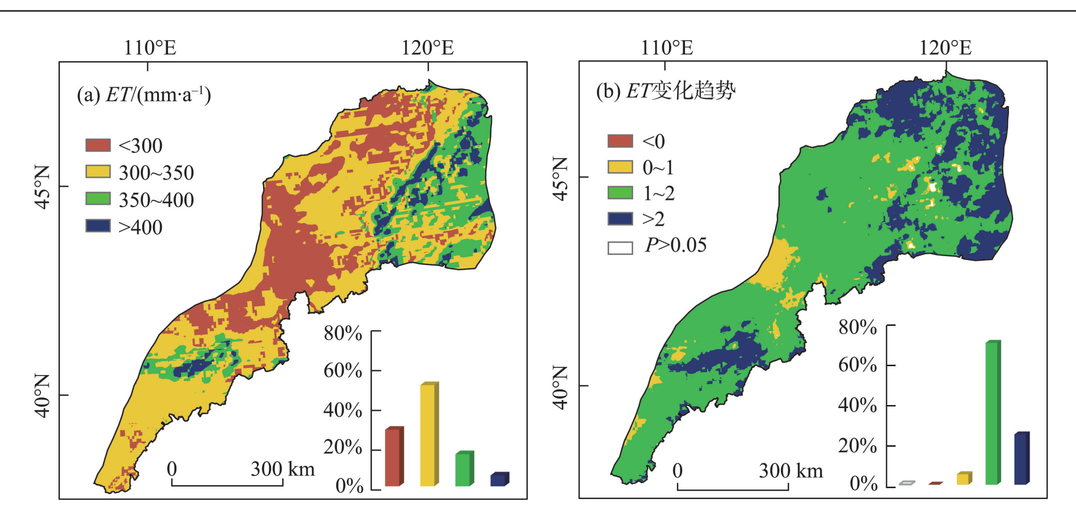


图4 内蒙古半干旱区蒸散(*ET*)空间分布特征及趋势变化

Fig. 4 Spatial change and trend pattern of evapotranspiration (*ET*)

表1 蒸散(*ET*)及其影响因子在不同时期的变化特征

Tab. 1 Variation characteristics of evapotranspiration (*ET*) and its influencing factors in different periods

因子	1981—2018年		1981—1996年		1998—2018年	
	β	R^2	β	R^2	β	R^2
ET/(mm·a⁻¹)	1.75	0.73**	−0.41	0.05	1.70	0.51**
VPD/hPa	0.00	0.50**	0.00	0.03	0.00	0.18*
LAI	0.01	0.15*	0.01	0.23*	0.03	0.28*
TA/℃	0.05	0.45**	0.06	0.22*	0.01	0.02
WD/(m·s⁻¹)	−0.01	0.64**	−0.03	0.74**	−0.00	0.02
SMV/(m³·m⁻³)	−0.00	0.03	−0.00	0.01	−0.00	0.002
PRE/(mm·a⁻¹)	−0.82	0.03	2.65	0.12	1.95	0.04
SD/h	−1.24	0.05	−2.01	0.04	−4.91	0.18*

注:**、*表示通过0.01、0.05水平显著性检验;β为变化趋势,R^2为决定系数。TA、PRE、VPD、WD、SD、LAI和SMV分别代表温度、降水、大气水分亏缺、风速、日照时数、叶面积指数和体积土壤水分。下同。

2.3 突变前后蒸散(*ET*)影响因子变化特征分析

从内蒙古半干旱区*ET*及其影响因子在不同时期的变化特征可知(表1),在1981—2018年间,VPD和TA分别以0.002 hPa·a⁻¹和0.05 ℃·a⁻¹的速度增加(P<0.01),LAI每年以0.01的速度递增(P<0.05);WD以0.01 m·s⁻¹·a⁻¹的速度递减(P<0.05)。在1981—1996年期间,LAI和TA每年以0.01和0.06 ℃的速度递增(P<0.05);WD以0.03 m·s⁻¹·a⁻¹的速度递减(P<0.01)。在1998—2018年期间,VPD和LAI增加速率分别为0.002 hPa·a⁻¹和0.01 a⁻¹(P<0.05);SD以4.91 h·a⁻¹的速度递减(P<0.05)。突变前后影响因子变化特征对比分析,在1997年(突变年份)后VPD表现出显著增加趋势,LAI增速为1997年前的1.90倍,无论是植被绿化趋势还是大气水分亏缺的加剧,均有利于*ET*增加;但在1997年后TA增加放缓,SD呈显著减少趋势,TA和SD表征了*ET*能量供应的情况,其变化不利于*ET*增加。综合来看,VPD和LAI导致的正向影响主导了1997年前后*ET*的变化。

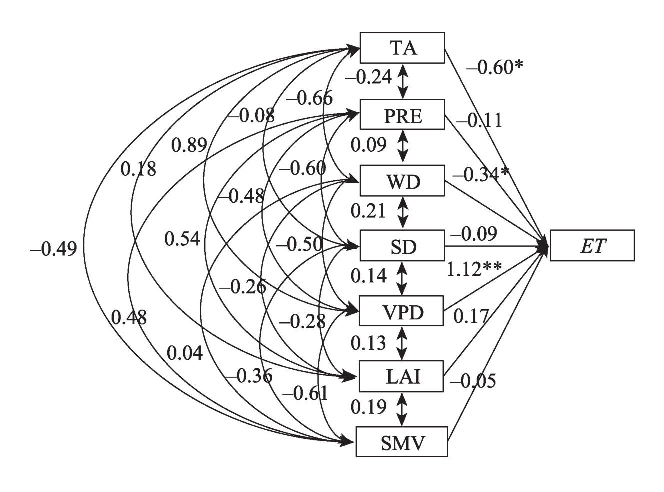
2.4 *ET*变化影响因子分析

*ET*受多种气候因子和植被共同影响。区域整体上1981—2018年*ET*受VPD、TA、WD、SMV和PRE气候因素及以LAI为代表的植被动态变化共同影响(表2)。其中VPD、LAI、TA与*ET*间存在显著正相关关系(P<0.05),WD、SMV和PRE与*ET*间存在显著负相关关系(P<0.05)。1981—1996年*ET*变化不显著,其变化受VPD和PRE共同影响(P<0.05),其中TA和SMV的影响虽然未达到显著性水平,但相关系数达到了0.41和−0.49。1998—2018年VPD增加导致了水汽梯度增加,有利于*ET*增加(P<0.01),LAI和TA与*ET*间存在显著正相关关系(P<

表2 蒸散(*ET*)与影响因子的相关性

Tab. 2 Correlation between evapotranspiration (*ET*) and climatic factors

因子	1981—2018年	1981—1996年	1998—2018年
VPD	0.85**	0.64**	0.70**
LAI	0.81**	0.11	0.54*
TA	0.70**	0.41	0.45*
WD	−0.57**	0.21	0.21
SMV	−0.44**	−0.49	−0.60**
PRE	−0.41**	−0.51*	0.02
SD	0.08	0.43	0.02



注:**、*表示通过0.01、0.05水平显著性检验。

图5 1981—2018年蒸散(*ET*)变化通径分析

Fig. 5 Path analysis of evapotranspiration (*ET*) during 1981–2018

0.01);虽然土壤水分亏缺的加剧则不利于*ET*的增加($P<0.01$),多因子综合影响导致了*ET*急剧增加。

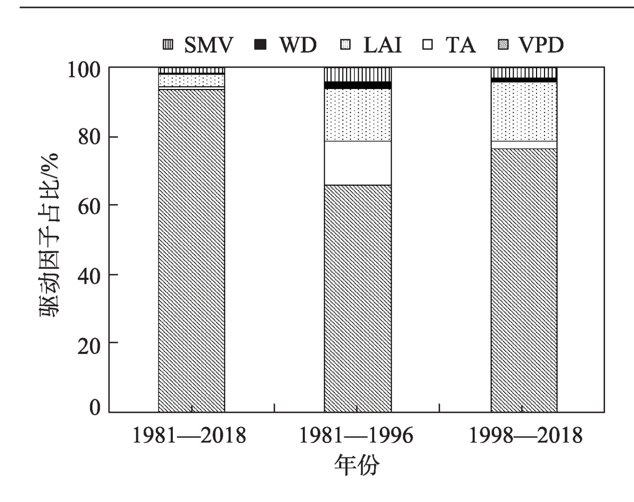
由于相关分析无法分离自变量间的相关性,以研究区*ET*数据为因变量,同步观测数据TA、PRE、WD、SD、VPD、LAI、SMV为自变量进行通径分析(图5,表3)。考虑各因子直接和间接作用的共同贡献,对*ET*变化的影响依次为VPD>TA>WD>PRE>LAI>SMV>SD,其中直接作用依次为VPD>TA>WD>LAI>PRE>SD>SMV,总间接作用依次为TA>SMV>PRE>VPD>WD>SD>LAI。VPD的决定系数最大为0.95,这与相关分析的结果相同,其中直接作用系数为1.12,间接作用系数为−0.27,表明VPD对*ET*的影响以直接影响为主;TA决定系数仅次于VPD(−0.42),其中间接作用远大于直接作用(1.30>|−0.60|),由于TA是导致大气干旱的重要原因之一,VPD和TA为彼此贡献了主要的间接影响。而SMV的间接影响大于直接影响(|−0.39|>|−0.05|),主要来自于TA和VPD。因此,结合因子表征的物理意义、相关和通径分析结果,选择VPD、LAI、TA、WD和SMV作为*ET*的主要影响因子进行贡献率研究。

基于逐步多元回归分析量化了1981—2018年、1981—1996年和1998—2018年3个时期研究区*ET*变化的驱动因素及其相对贡献(图6)。在1981—2018年整体来看,VPD是93.56%区域*ET*变化的主导因子,平均能够解释*ET*变化的47.23%(24.83%~90.46%);LAI、SMV、TA和WD分别在3.85%、1.56%、0.89%和0.14%的区域对*ET*变化做出主要贡献。从两个不同时期来看,VPD、TA和LAI对*ET*变化的贡献较为明显,且VPD和LAI对*ET*变化的贡献增加。1981—1996年VPD、LAI和TA在65.79%、15.44%和12.74%的区域主导了*ET*的变化,平均能够解释*ET*变化的43.61%、37.84%和40.79%;SMV和WD分别在4.14%和1.89%的区域对*ET*变化做出主要贡献。1998—2018年显著增加的VPD和LAI在研究区内76.46%和17.31%的区域主导*ET*的变

表3 蒸散(*ET*)影响因子的通径分析表

Tab. 3 Path analysis statistics of influencing factors of evapotranspiration (*ET*)

因子	直接作用	总间接作用	间接作用							决定系数
			TA	PRE	WD	SD	VPD	LAI	SMV	
TA	−0.60	1.30	–	0.03	0.22	0.01	0.99	0.03	0.02	−0.42
PRE	−0.11	−0.30	0.15	–	−0.03	0.05	−0.53	0.09	−0.02	0.05
WD	−0.34	−0.23	0.40	−0.01	–	−0.02	−0.56	−0.04	0.00	0.19
SD	−0.09	0.17	0.05	0.07	−0.07	–	0.15	−0.05	0.02	−0.01
VPD	1.12	−0.27	−0.54	0.05	0.17	−0.01	–	0.02	0.03	0.95
LAI	0.17	0.08	−0.11	−0.06	0.09	0.02	0.15	–	−0.01	0.04
SMV	−0.05	−0.39	0.30	−0.05	−0.01	0.03	−0.69	0.03	–	0.02



注:LAI、VPD、TA、WD、SMV分别代表叶面积指数、大气水分亏缺、温度、风速、土壤湿度。

图6 1981—2018年、1981—1996年和1998—2018年蒸散(*ET*)驱动因子占比

Fig. 6 The proportions of evapotranspiration (*ET*) driving factors from 1981–2018, 1981–1996 and 1998–2018

化,平均能够解释*ET*变化的45.26%和39.63%;TA、SMV和WD分别在2.14%、2.99%和1.10%的区域对*ET*变化做出主要贡献。

2.5 不同土地利用类型影响因子对*ET*变化贡献率对比分析

基于逐步多元回归分析量化了1981—2018年不同土地利用类型影响因子对*ET*变化的贡献(表4)。在5种土地利用类型上,VPD是*ET*变化的主要影响因子,其次为LAI。VPD在裸地和草地主导*ET*变化的区域最大,分别占其面积的96.14%和95.18%,耕地占比最小(86.10%),在不同土地利用类型上平均贡献率均在45%以上。LAI在耕地和城市贡献率占比相对较大(9.82%和8.26%),在草地和耕地占比较低,仅有2.43%和1.83%,在不同土地利用类型上平均贡献率均在37.65%~38.61%。其他因子在*ET*变化中贡献起主导作用的占比较小(均低于3%)。

表4 不同土地利用类型影响因子对蒸散(*ET*)变化贡献率分析

Tab. 4 Contribution rate analysis of influencing factors on evapotranspiration (*ET*) variation on different underlying surfaces

因子	TA/%		LAI/%		VPD/%		WD/%		SMV/%	
类型	占比	θ	占比	θ	占比	θ	占比	θ	占比	θ
耕地	1.30	40.47	9.82	38.10	86.10	45.83	0.22	35.58	2.56	34.73
林地	0.69	50.23	4.39	38.61	93.72	45.00	0.26	33.56	0.94	34.19
草地	0.76	43.89	2.43	37.65	95.18	47.86	0.10	39.29	1.53	37.24
城市	0.96	38.12	8.26	38.12	88.89	48.72	0.14	35.09	1.75	36.66
裸地	1.13	40.64	1.83	37.80	96.14	46.89	0.12	41.99	0.79	40.92

注:θ代表对应因子的相对贡献率。

3 讨 论

3.1 模型不确定性分析

研究通过站点通量观测*ET*数据对BEPS模型模拟*ET*结果对比验证发现,模拟结果基本符合1:1线,决定系数在0.81~0.90。现有研究表明[27-28],基于站点和文献搜集的实测数据对多种*ET*模型结果验证的决定系数多介于0.5~0.8;BEPS模型具有精确的*ET*模拟精度。1981—2018年BEPS模拟的多年平均*ET*结果介于286.14~376.65 mm(图3);牛忠恩等[27]基于PT-JPL模型模拟了2000—2015年中国*ET*情况,其中内蒙地区多年平均*ET*介于300~400 mm;王思如等[29]基于WaVEM模型模拟了1964—2012年科尔沁沙地*ET*变化(200~450 mm),以上均与本研究模拟结果基本吻合。张巧凤等[15]基于MOD16数据反演了锡林格勒草原2000—2014年多年平均*ET*为218.08 mm,该值低于BEPS模型模拟的草地多年平均*ET*(328.02 mm);而有观测指出内蒙古典型草原生长季*ET*介于210.40~378.80 mm,退化或荒漠草原的生长季*ET*介于150.90~207.50 mm[30],MOD16产品的反演存在偏小问题[15]。因此,从站点、文献和卫星数据结果对比可以判断,BEPS模型模拟结果与实际吻合,具有准确陆地生态系统*ET*模拟能力。

3.2 格局突变原因分析

为了确定1981—2018年研究区*ET*变化特征,研究经多种突变检验方法共同确定了*ET*在1997年发生突变,1997年后*ET*增加显著。Jung等[31]在全球尺度研究了1982—2008年*ET*变化情况并将1997年视为研究时期中的节点,这与本研究相符。Jung

等[31]将*ET*变化原因归结为1998年发生的厄尔尼诺现象,而在内蒙古地区表现为1998年的特大洪涝灾害[32],但这种降水极端事件导致研究区日照缺乏和VPD增加,进而致使1998年*ET*存在一定程度的减小,距平为-9.39 mm·a^{-1}(图3b,图3c)。同时,也有研究者将*ET*变化归结为VPD的显著增加。Yuan等[33]提出全球海洋*ET*表现出1998年前后从上升趋势到下降趋势的明显过渡特征;饱和水汽压随气候变暖增强,同时海洋输送到大气的水汽减少导致实际水汽压降低,进而导致了VPD的显著增加[9],这种现象与本研究中的VPD在1997年存在突变并在1997年后迅速增加的变化情况相吻合(表2)。同时,中国自1998年包括研究区在内的区域实施了三北防护林体系建设工程、退耕还林还草工程等多项生态修复工程,中国干旱半干旱区植被覆盖条件得到了明显改善[8],研究区内1998—2018年LAI的迅速增加也验证了这一点(表1)。

3.3 *ET*影响因素分析

陆地生态系统*ET*年际变化主要受能量、动力、水分供应、大气水分亏缺情况和生态系统状况等因素的影响[5]。1981—2018年期间,*ET*在1997年前受VPD、LAI、TA和WD的共同影响,由于各因子间存在相悖的变化趋势,*ET*在多因素的相互影响下变化特征不显著;而在1997年后VPD和LAI的显著增加弥补了TA和SD等其他因素对*ET*的不利影响,*ET*在1997年后呈现显著增加趋势(图3)。

VPD作为大气水分亏缺情况的表征因子,直接影响裸地和植被表面的水汽梯度,进而影响*ET*,其影响与温度也密切相关。在水分限制区域,往往大气干旱和土壤干旱同时发生[6],而在内蒙古半干旱区域*ET*变化由大气干旱主导(图6)。持续升温加剧了VPD对*ET*的影响[10],大气干旱加剧导致水汽梯度加剧,增加了植被和裸土上的水分流失,导致区域干旱加剧;但由于内蒙古土壤水含量呈降低趋势,水分散失将受到土壤干旱的制约[34]。但是高VPD可能会触发植被的自我调节机制,导致气孔闭合以减少水分散失,在一定程度上缓解大气干旱导致的*ET*骤增[8]。这点在研究中也有所体现,在耕地和林地由于其自身的调节作用更强,对VPD的响应小于草地和裸地(表4)。

近几十年来全球植被呈绿化趋势,植被的生物物理反馈将影响全球通量分配[8]。植被对*ET*的影响机制十分复杂,植被通过蒸腾作用为自身水分吸收和运输提供动力,植被增加将导致蒸腾作用的增加;但同时植被绿化造成地表遮挡和地表粗糙度增加,不利于土壤蒸发[35]。Jiang等[7]基于Shuttleworth-Wallace模型的研究指出1981—2010年黄土高原干旱半干旱区蒸腾能够解释大部分*ET*增加,蒸发无明显变化;且以植被增加为主导区域占*ET*和蒸腾增加区域的63.82%和78.47%。在内蒙古区域与黄土高原区域类似,经历了大规模政策主导的生态工程,且研究指出在内蒙古半干旱区植被增加也是导致*ET*增加的主要原因之一(表2)。在水分限制地区的生态恢复过程中,人工林的增加加速了地表的水分散失,破坏了区域水平衡[13];因此生态工程应在当地水资源容量范围内进行以使生态恢复更具可持续性。

4 结 论

本文基于BEPS模型,利用遥感数据及气象观测数据,模拟了1981—2018年内蒙古半干旱区生态系统*ET*,并进一步分析了*ET*的时空变化特征及其影响因素。主要结论如下:

(1) BEPS模型模拟结果与基于通量观测的实测*ET*数据能够较好符合1:1线,R^2在0.81~0.90,能够较好地模拟内蒙古半干旱区的*ET*情况。

(2) 1981—2018年内蒙古半干旱地区*ET*整体以1.75 mm·a^{-1}速度呈波动上升趋势($P<0.05$);其变化存在具有年代际差异,在1997年发生明显突变。1981—1996年*ET*无明显的增加趋势,1998—2018年*ET*以1.70 mm·a^{-1}的速度增加($P<0.05$)。

(3) VPD是1981—2018年*ET*变化的主要影响因素,在93.56%的面积上主导了区域*ET*的变化,能够解释*ET*变化的24.83%~90.46%;通径分析的决定系数达0.95,以直接影响为主。VPD和LAI是1997年前后*ET*不同变化趋势的主要影响因素,其显著增加弥补了其他因子的不利影响,导致了*ET*的显著增加。

(4) 在耕地、林地、草地、城市和裸地5种土地利用类型上,VPD均为主要影响因素,主导面积在86.10%~96.14%,平均贡献率均在45%以上;LAI次之,主导面积在1.83%~9.82%,平均贡献率均在37.65%~38.61%。同时,耕地和林地由于其自身的调节作用受VPD的影响小于草地和裸地。

参考文献(References):

[1] Liang W, Bai D, Wang F, et al. Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau[J]. Water Resources Research, 2015, 51(8): 6500-6519.

[2] Huntington T. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis[J]. Journal of Hydrology, 2006, 319(1): 83-95.

[3] Yu L, Josey S, Bingham F, et al. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: A synthesis review[J]. Annals of the New York Academy of Sciences, 2020, 1472(1): 76-94.

[4] Wang K, Dickinson R. A Review of Global Terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability[J]. Reviews of Geophysics, 2012, 50(2): 1-54.

[5] Katul G, Oren R, Manzoni S, et al. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system[J]. Reviews of Geophysics, 2012, 50: RG3002.

[6] Peng L, Li D, Sheffield J. Drivers of variability in atmospheric evaporative demand: Multiscale spectral analysis based on observations and physically based modeling[J]. Water Resources Research, 2018, 54(5): 3510-3529.

[7] Jiang Z, Yang Z, Zhang S, et al. Revealing the spatio-temporal variability of evapotranspiration and its components based on an improved Shuttleworth-Wallace model in the Yellow River Basin[J]. Journal of Environmental Management, 2020, 262: 110310.

[8] Zeng Z, Peng L, Piao S. Response of terrestrial evapotranspiration to Earth's greening[J]. Current Opinion in Environmental Sustainability, 2018, 33: 9-25.

[9] 孟莹, 姜鹏, 方缘. 大气水分亏缺对中国两种典型草地生态系统总初级生产力的影响[J]. 生态学杂志, 2020, 39(11): 3633-3642. [Meng Ying, Jiang Peng, Fang Yuan. Contrasting impacts of vapor pressure deficit on gross primary productivity of temperate steppe in Inner Mongolia and alpine shrub-meadow in China[J]. Chinese Journal of Ecology, 2020, 39(11): 3633-3642.]

[10] Novick K, Ficklin D, Stoy P, et al. The increasing importance of atmospheric demand for ecosystem water and carbon fluxes[J]. Nature Climate Change, 2016, 6(11): 1023-1027.

[11] Ponce-campos G, Moran M, Huete A, et al. Ecosystem resilience despite large-scale altered hydroclimatic conditions[J]. Nature, 2013, 494(7437): 349-352.

[12] 申露婷, 张方敏, 黄进, 等. 1961—2018年内蒙古生长季昼夜降水气候特征[J]. 干旱区研究, 2020, 37(6): 1519-1527. [Shen Luting, Zhang Fangmin, Huang Jin, et al. Climate characteristics of day and night precipitation during the growing season in Inner Mongolia from 1961 to 2018[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(6): 1519-1527.]

[13] Zhao M, Geruo A, Zhang J, et al. Ecological restoration impact on total terrestrial water storage[J]. Nature Sustainability, 2020, 4: 56-62.

[14] 马爱华, 岳大鹏, 赵景波, 等. 近60 a来内蒙古极端降水时空变化及其影响[J]. 干旱区研究, 2020, 37(1): 74-85. [Ma Aihua, Yue Dapeng, Zhao Jingbo, et al. Spatiotemporal variation and effect of extreme precipitation in Inner Mongolia in recent 60 years [J]. Arid Zone Research, 2020, 37(1): 74-85.]

[15] 张巧凤, 刘桂香, 于红博, 等. 基于MOD16A2的锡林郭勒草原近14年的蒸散发时空动态[J]. 草地学报, 2016, 24(2): 286-293. [Zhang Qiaofeng, Liu Guixiang, Yu Hongbo, et al. Temporal and spatial dynamic of ET based on MOD16A2 in recent fourteen years in Xilingol steppe[J]. Acta Agrestia Sinica, 2016, 24(2): 286-293.]

[16] Liu Y, Liu R, Chen J. Retrospective retrieval of long-term consistent global leaf area index (1981-2011) from combined AVHRR and MODIS data[J]. Journal of Geophysical Research, 2012, 117 (G4): G04003. https://doi.org/10.1029/2012JG002084.

[17] 张方敏, 居为民, 陈镜明, 等. 基于BEPS生态模型对亚洲东部地区蒸散量的模拟[J]. 自然资源学报, 2010, 25(9): 1596-1606. [Zhang Fangmin, Ju Weimin, Chen Jingming, et al. Study on evapotranspiration in East Asia using the BEPS ecological model [J]. Journal of Natural Resources, 2010, 25(9): 1596-1606.]

[18] 陈镜明, 柳竞先, 罗翔中. 基于碳水通量耦合原理改进Penman-Monteith蒸散发模型[J]. 大气科学学报, 2020, 43(1): 59-75. [Chen Jingming, Liu Jingxian, Luo Xiangzhong. Improving the penman-monteith evapotranspiration model based on the coupling principle of carbon and water fluxes[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2020, 43(1): 59-75.]

[19] 韩典辰, 张方敏, 陈吉泉, 等. 半干旱区草地站蒸散特征及其对气象因子和植被的响应[J]. 草地学报, 2021, 29(1): 166-173. [Han Dianchen, Zhang Fangmin, Chen Jiquan, et al. Characteristics of grassland evapotranspiration in Semi-Arid Area and its responses to meteorological factors and vegetation[J]. Acta Agrestia Sinica, 2021, 29(1): 166-173.]

[20] Tian D, Niu S, Pan Q, et al. Nonlinear responses of ecosystem carbon fluxes and water-use efficiency to nitrogen addition in Inner Mongolia grassland[J]. Functional Ecology, 2016, 30(3): 490-499.

[21] Ran L, Wang S, Fan X. Channel change at Toudaoguai station and its responses to the operation of up-stream reservoirs in the upper Yellow River[J]. Journal of Geographical Sciences, 2010, 20(2): 231-247.

[22] Rodionov S. A sequential algorithm for testing climate regime shifts [J]. Geophysical Reseaech Letters, 2004, 31(9): L09204.

[23] Zhao M, Running S. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009[J]. Science, 2010, 329: 940-943.

[24] 王静, 姚顺波, 刘天军. 退耕还林背景下降水利用效率时空演变及驱动力探讨[J]. 农业工程学报, 2020, 36(1): 128-137. [Wang Jing, Yao Shunbo, Liu Tianjun. Spatio-temporal evolution and driving forces of rainfall use efficiency in land restoration[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2020, 36 (1): 128-137.]

[25] 张雪松, 闫艺兰, 胡正华. 不同时间尺度农田蒸散影响因子的通径分析[J]. 中国农业气象, 2017, 38(4): 201-210. [Zhang Xue-

song, Yan Yilan, Hu Zhenghua. Using path analysis to identify impacting factors of evapotranspiration at different time scales in farmland[J]. Chinese Journal of Agrometeorology, 2017, 38(4): 201–210.]

[26] Grinsted A, Moore J, Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series[J]. Nonlinear Process Geophys, 2004, 11(5): 561–566.

[27] 牛忠恩, 胡克梅, 何洪林, 等. 2000–2015年中国陆地生态系统蒸散时空变化及其影响因素[J]. 生态学报, 2019, 39(13): 4697–4709. [Niu Zhong'en, Hu Kemei, He Honglin, et al. The spatial-temporal patterns of evapotranspiration and its influencing factors in Chinese terrestrial ecosystem from 2000 to 2015[J]. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(13): 4697–4709.]

[28] 李霞, 刘廷玺, 段利民, 等. 半干旱区沙丘、草甸作物系数模拟及蒸散发估算[J]. 干旱区研究, 2020, 37(5): 1246–1255. [Li Xia, Liu Yanxi, Duan Limin, et al. Crop coefficient simulation and evapotranspiration estimation of dune and meadow in a semiarid area[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(5): 1246–1255.]

[29] 王思如, 雷慧闽, 段利民, 等. 气候变化对科尔沁沙地蒸散发和植被的影响[J]. 水利学报, 2017, 48(5): 535–544, 550. [Wang Siru, Lei Huimin, Duan Limin, et al. Simulated impacts of climate change on evapotranspiration and vegetation in Horqin Sandy Land [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2017, 48(5): 535–544, 550.]

[30] Zhang N, Liu C. Simulated water fluxes during the growing season in semiarid grassland ecosystems under severe drought conditions [J]. Journal of Hydrology, 2014, 512: 69–86.

[31] Jung M, Ciais P, Seneviratne S, et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply[J]. Nature, 2010, 467(7318): 951–954.

[32] 郭少宏, 闫新光. "98"内蒙特大洪水灾害成因抗洪经验及防洪工作的探讨[J]. 内蒙古水利, 1999, 20(1): 8–10. [Guo Shaohong, Yan Xinguang. Discussion on the reason, resistance experience and prevention work of Inner Mongolia flood disaster in 1998[J]. Inner Mongolia Water Resources, 1999, 20(1): 8–10.]

[33] Yuan W, Zheng Y, Piao S, et al. Increased atmospheric vapor pressure deficit reduces global vegetation growth[J]. Science Advances, 2019, 5(8): eaax1396.

[34] Zhou S, Williams A, Berg A, et al. Land-atmosphere feedbacks exacerbate concurrent soil drought and atmospheric aridity[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2019, 116(38): 18848–18853.

[35] Zhang Y, Peña-arancibia J, Mcvicar T, et al. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components[J]. Scientific Reports, 2016, 6(1): 19124.

Evapotranspiration changes and its attribution in semi-arid regions of Inner Mongolia

ZHAO Xiaohan[1,2], ZHANG Fangmin[1,2], HAN Dianchen[1,2], WENG Shengheng[1,2]

(1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, Jiangsu, China; 2. Jiangsu Key Laboratory of Agricultural Meteorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, Jiangsu, China)

Abstract: Understanding the variation characteristics of evapotranspiration (*ET*) and its influencing factors are essential for regional water resources. Based on the boreal ecosystem productivity simulator model, remote sensing data, and meteorological data, the characteristics of *ET* change in semiarid regions of Inner Mongolia from 1981 to 2018 were simulated and its driving factors were quantified. *ET* of semiarid regions in Inner Mongolia showed a fluctuating upward trend with a rate at 1.75 $mm \cdot a^{-1}$ (P<0.05) from 1981 to 2018. Further, there were concurrent differences in *ET* with a significant mutation happened in 1997. *ET* increased at a rate of 1.70 $mm \cdot a^{-1}$ in 1998–2018 (P<0.05). Vapor pressure deficit (VPD) and LAI were the main driving factors of *ET* changes after 1997, which significantly increased at a rate of 0.002 hPa and 0.01 per year (P<0.05). The adverse effects of other factors were suppressed in positive influence of VPD and LAI, which led to a significant increase in *ET*. VPD was the main driving factor of *ET* change, which dominated regional *ET* change in 93.56% of the area and explained 24.83%–90.46% of *ET* change, where the coefficient of determination for path analysis was 0.95. VPD was the primary factor driving the five land use types of cultivated land, forestland, grassland, urban land, and bare land with average contribution rates of more than 45%.

Keywords: evapotranspiration; vapor pressure deficit; BEPS model; leaf area index; Inner Mongoia